

## 沖縄県多良間島における淡水レンズ賦存量の推定

石田 聡 土原健雄 吉本周平 皆川裕樹 増本隆夫 今泉眞之

(独) 農業・食品産業技術総合研究機構 農村工学研究所, 〒305-8609 茨城県つくば市観音台 2-1-6

## 要 旨

帯水層中に淡水レンズが存在する沖縄県多良間島において、淡水地下水の賦存量を明らかにするため、島内7箇所の地下水観測孔および12箇所の既存井戸において、地下水の電気伝導度の深度別測定および電磁探査を行った。電気伝導度の深度別測定では、電気伝導度200mS/m以下の淡水の厚さを実測できた12箇所における淡水厚は0~7.2mであった。また電磁探査結果の解析により推定された塩淡境界深度は、地下水観測孔における電気伝導度1,840mS/mを示す深度に対応していた。電気伝導度の深度別測定より求めた、電気伝導度が1,840mS/mを示す深度と、200mS/mを示す深度との相関関係は $R^2=0.9$ 以上であった。これより、塩淡境界深度が未知の7箇所において地下水測定および電磁探査結果から淡水の厚さを推定し、淡水地下水賦存量を求めたところ約680万 $m^3$ であった。

キーワード：地下水、淡水レンズ、塩淡境界深度、電磁探査、琉球石灰岩

## 1. はじめに

我が国の農業用水において地下水の占める割合は約6% (国土交通省土地・水資源局水資源部, 2009) であるが、安定的な表流水源を持たない島嶼においては地下水は重要な水資源である。特に南西諸島においては、透水性の高い地質が分布していることを利用して地下ダムが開発され、農業用水の安定した供給が実現されつつある (Ishida et al., 2010)。しかし地下ダムによって経済的な水資源開発が可能となるのは、施工可能な深度 (概ね50m程度) 以浅に難透水層が谷状の構造を呈している場合であり、そのような地質構造を持たない島嶼においては現況の地下水を如何に持続的・効率的に利用するかが水資源開発のポイントとなる。

本研究では島嶼における地下水の賦存形態の一つである淡水レンズに着目する。淡水レンズは島や半島において海水を含む帯水層の上部に、密度差によってレンズ状に浮いている淡水域を指し、カリブ海、太平洋、インド洋などの低平な島嶼や、南西諸島 (例：沖縄県大東島や多良間島) などに分布している。淡水レンズは降雨浸透水と海水の圧力バランスによって形成されていることから、降水量の変化、揚水量の変化、海水準の変化に対して、その賦存量が大きく影響を受け、水資源として脆弱である (Intergovernmental Panel of Climate Change Working Group 2, 2007)。一方で、我が国では沖縄県を対象として淡水レンズを水源として保全・開発する予定であること (内閣府沖縄総合事務局土地改良課, 2004)、アジア・太平洋諸国の経済成長によって島嶼地域においても水需要量の増加が予想されることなどから、淡水レンズ水資源への関心は国内外で高まりつつある。

淡水レンズを水資源として利用する場合、まずその賦存量を明らかにする必要がある。ある地点における淡水レンズの厚さは、塩水と淡水の密度差による Ghyben-Herzberg の式

$$z = h_f \times \rho_f / (\rho_s - \rho_f) \quad (1)$$

$z$  : 海水準以下の淡水の厚さ  
 $h_f$  : 海水準以上の淡水の厚さ = 地下水位標高  
 $\rho_f$  : 淡水の密度  
 $\rho_s$  : 海水の密度

より、地下水位標高に比例するとされる (Hubbert, 1940 ; Vacher, 1984 など)。しかし(1)式によって淡水レンズ形状を地下水位測定だけで決定するためには、長期的な測定値が必要な上、降雨や潮汐による一時的な変動を取り除く必要があるため見積りが難しく、誤った結果を導きやすい (Schneider and Kruse, 2003)。このため深度毎に地下水中の塩分濃度や電気伝導度を測定できる地下水観測孔 (以下観測孔と呼ぶ) を設置して、塩淡境界を直接的に測定する方法が一般に用いられている (Rotzoll et al., 2010 など)。また淡水レンズが分布している島嶼に多く見られる石灰岩帯水層は、水の循環と石灰岩の溶解・再結晶などによって不均質な透水性を有しており (LeGrand and Stringfield, 1971)、淡水レンズも透水性が高い領域では薄く、低い領域では厚くなるなど不規則な形状を呈していることが多い (Vacher, 1978 ; Ayers, 1998 など)。このため淡水レンズ形状を正確に把握するためには観測孔を数多く設置して地下水中の塩淡境界深度を測定する必要があるが、経済的理由で観測孔の数量は限定的になることが多く、水資源賦存量の算定を難しくしている。

このようなことから近年の研究では淡水レンズ形状を明らかにするため、物理探査によって限られた観測孔のデータを補間する例が多く見られる。地下水中の塩淡境界深度推定には、一般に電気探査法 (Ferry et al., 1997; Jacobson et al., 1997; Birgit and Luis, 1996 など)、電磁探査法 (Anthony, 1992 など) が用いられるが、淡水レンズを対象とした研究では後者の適用例が多い。淡水レンズの調査については、塩水と淡水の導電率に大きな違いがあり境界を検出しやすいこと、1箇所あたりの探査時間が比較的短いこと、限られた時間でより多くの地点を測定できることが、その理由と考えられる。

一方我が国における淡水レンズを対象とした研究は、現地調査結果の数値解析 (柿沼・井内, 1990)、降水量の違いによる淡水レンズ形状の変化を評価した実験的研究 (井内ら, 2000)、電気探査による潮位変動測定 (中里ら, 2007) などが先導的に行われている。しかし我が国の島嶼域、特に南西諸島の主要帯水層である琉球石灰岩分布域において淡水レンズの形状を詳細に明らかにした研究は、岸ら (1998) による津堅島での報告が見られるものの極めて少ない。また海外における電磁探査法を用いた石灰岩帯水層内の塩淡境界深度測定に関する既往の研究の殆どが標高 2~3m 以内の低平な島嶼で実施されており、我が国のような隆起運動によって 10m 以上の不飽和帯を有する島嶼での研究事例は殆どない。このため本研究では、我が国の石灰岩帯水層における淡水レンズ水資源の開発と保全に資するため、沖縄県多良間島において地下水観測孔における塩淡境界の実測および電磁探査を実施し、調査結果から淡水レンズの賦存量を推定した。

## 2. 調査地概要

### 2.1 地形および土地利用

本研究で調査地とした多良間島は沖縄県多良間村に属し、沖縄本島那覇市の南西 360km、宮古島と石垣島のほぼ中間に位置しており (Fig.1)、年間降水量の平年値は 2,036mm/年 (統計期間 1979~2000 年)、総面積は 20km<sup>2</sup>、

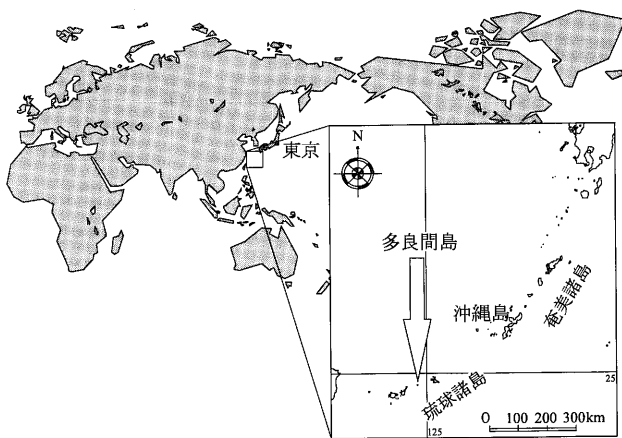


Fig.1 調査地位置図

Location map of study area

人口は約 1,300 人 (沖縄県企画部統計課, 2010) である。島の形状は平坦な楕円形 (東西約 6km, 南北約 4km) であり、標高数十 m の低位段丘が広がり、北部には標高 30m 前後の古砂丘が分布しており、岩石化が進んでいる (沖縄県, 1984)。

2005 年における耕地面積は総面積の 48% にあたる 953ha であり、農業粗生産額では肉用牛が 57%, サトウキビが 34% を占める。島の土壌は島尻マーヅと呼ばれる石灰岩の風化土壌で、保水力が極端に弱く、干ばつの被害を受けやすい。

島の生活用水は地下水を水源とした簡易水道に依存している。2007 年度の多良間村における簡易水道の実績給水量は給水人口 1,237 人に対して 189,592m<sup>3</sup>/year であった (沖縄県福祉保健部業務衛生課, 2009)。農業用水は降雨とため池を利用しており水源としては不安定であることから、内閣府沖縄総合事務局では淡水レンズを農業用水源とする場合、特に、技術的な課題となる開発可能量の把握方法を検討し、淡水レンズの開発手法を確立するため、大規模淡水レンズ開発技術確立調査を 2007 年度より多良間村で実施している (2010 年 3 月現在, 白旗・長田, 2009)。

### 2.2 地質および地下水

調査地の地質は上位から石灰質砂から成る層厚 10~20m の砂丘砂層、石灰藻球・サンゴなどを起源とする層厚 50~60m の琉球石灰岩層、下部島尻層群に対比される石英質砂岩から成る多良間砂層が分布している (Table 1)。多良間砂層の露頭は地表には見られず、琉球石灰岩は多良間砂層を不整合に覆う (Fig.2)。

Table 1 多良間島地質層序 (大我ら, 1974 に加筆)

Stratigraphic sequence in Tarama Island

年代	地層		層厚
第四紀	完新世	海岸堆積物 および 低位堆積物	10m
		仲筋砂層 (旧期砂丘砂)	
第三紀	更新世	琉球層群	50~60m
		琉球石灰岩 (多良間島石灰岩)	
第三紀	鮮新世	島尻層群	多良間砂層

琉球石灰岩は碎屑性砂質-礫質石灰岩、石灰藻球石灰岩、サンゴ石灰岩などの岩相に区別され、地表面に近い層厚数 m の区間は再結晶作用のため固結しているが、それ以下は砂礫状を呈し、未固結~半固結のものが多い (沖縄県, 1984)。

多良間島では難透水性基盤 (透水係数 10<sup>-7</sup>m/s オーダー) である多良間砂層の上面深度が 50m 以上と深く、石灰岩帯水層中に淡水レンズが形成されていることが知られている (大我ら, 1974)。標高 10m 前後の平坦面上には石灰岩洞穴

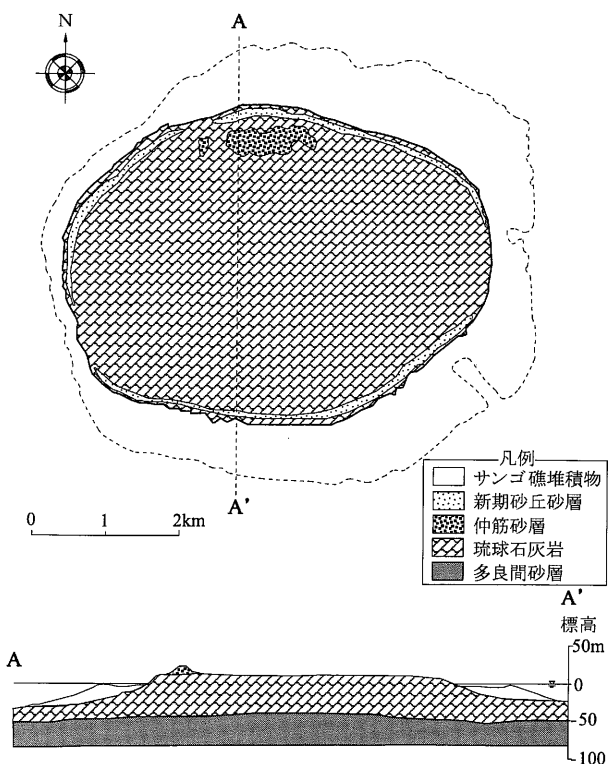


Fig.2 調査地質平面図・断面図(沖縄県, 1984 に加筆)  
Geological map and geological section of study area

が複数認められ、島の水源として利用されてきた(沖縄県, 1984)。揚水試験より求めた琉球石灰岩の水平方向透水係数は島の各部で異なり、石灰藻球石灰岩、生砕屑性砂質石灰岩の互層から成る西部では  $8.8 \times 10^{-2} \text{m/s}$ 、サンゴ石灰岩、石灰藻球石灰岩、生砕屑性砂質石灰岩の互層から成る北部では  $2.5 \times 10^{-4} \text{m/s}$ 、有孔虫砂質石灰岩から成る東部では  $8.0 \times 10^{-3} \text{m/s}$  の値が報告されている(長田ら, 1988)。

### 3. 研究手法

#### 3.1 地下水測定

淡水レンズの厚さを把握するための一般的な調査法は観測孔において地下水中の塩分濃度または電気伝導度を深度毎に測定し、塩淡境界深度を求める方法である。本調査地においては、沖縄総合事務局により塩水域まで達する観測孔が設置されている。またこれとは別に、深度は浅いが地下水取水用の既存井戸(以下井戸と呼ぶ)も現地に存在する。Fig.3 に調査地点位置図を示す。観測孔および井戸の殆どは標高 10~15m の平坦面に位置する。Table 2 に観測孔および井戸諸元を示す。観測孔は全てオールストレーナ塩ビ管仕上げである。

本研究では塩淡境界が実測できる観測孔 7 孔、および井戸 12 箇所において地下水位を測定するとともに、地下水の温度と 25°C 換算電気伝導度を地下水面から孔底まで深度 1m 毎に、塩淡境界付近では 0.5m 毎に測定した。測定に使用した電気伝導度計はアメリカ In-Situ Inc. 製 Aqua TROLL200 であり、測定に際しては孔内の地下水をなるべく

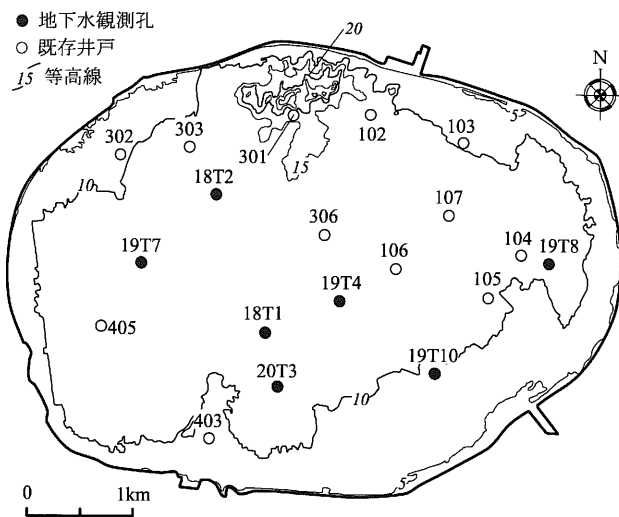


Fig.3 調査地点位置図  
Location of observation holes and wells

Table 2 観測孔および井戸諸元  
Specifics of the observation holes and 12 wells

名称	海岸線からの距離 (km)	地盤標高 (m)	深度 (m)	口径 (cm)	井戸仕上げ
観測孔					
18T1	1.5	11.71	57.0	5	P
18T2	1.2	13.75	29.7	5	P
19T4	1.8	12.79	30.0	5	P
19T7	1.3	11.91	63.0	5	P
19T8	0.7	11.05	50.0	5	P
19T10	0.9	9.68	30.0	5	P
20T3	1.0	10.97	30.0	5	P
井戸					
102	0.5	12.05	13.0	120	C
103	0.6	10.25	10.8	80	C
104	0.7	10.16	11.1	110	C
105	1.1	10.42	13.7	25	S
106	1.9	12.30	17.9	26	S
107	1.2	12.25	13.5	100	C
301	0.7	15.17	15.6	100	C
302	0.4	9.30	10.0	150	C
303	0.7	12.06	12.3	100	C
306	1.7	13.70	21.1	15	P
403	0.4	8.45	15.6	15	C
405	0.7	9.90	9.9	100	C

1) P: 硬質塩ビ管, C: コンクリート, S: 鋼管

く攪拌しないよう、電気伝導度計のセンサーを下ろすスピードを毎分 1m 以下とし、所定の深度にセンサーが到達したら電気伝導度計の数値が安定するまで静置した後、読み取りを行った。

また雨水および 19T4 孔における地下水を採取してトリチウム濃度を測定した。降水中のトリチウム濃度は 1960 年代に世界各地で行われた水爆実験の影響で高濃度を示していたが、近年ではその影響がなくなり天然のレベルに戻ったとされている。地上に到達した降水の一部は地下に浸透し、含まれているトリチウムは半減期 12.3 年の速さで減衰していくことから、地下水中のトリチウム濃度を測定することによりかん養後の経過期間を推定する事ができる (Andersen and Sevel, 1974; 今泉ら, 2000 など)。本研究

ではトリチウム濃度の単位にTU(トリチウムユニット)を用いた。TUはトリチウム濃度を表す単位で、水素原子 $10^{18}$ 個中のトリチウム原子の数である。SI単位であるベクレルとの関係は、 $1TU=0.12Bq/L$ である。

地下水採取深度は淡水域から2深度(深度15m, 18.5m)、塩水域から1深度(28m)とし、採取には孔内水採取用ペーラーを用いた。採水量はそれぞれ2Lとし、分析は地方独立行政法人東京都立産業技術研究センターに依頼した。

これら地下水測定は2008年11月26~27日にかけて実施した。また雨水は2008年11月26日午後6時~27日正午の間、現地にポリ容器を設置して採取した。この期間の降水量は15.5mmであった。

### 3.2 電磁探査

電磁探査法は電磁誘導現象を利用して地中の比抵抗構造を推定する物理探査法であり、電気探査法に比べて接地電極を使用する必要がないという利点を持つ。主な手法としては、地球磁気圏、雷放電、人工送信源などから発生する電磁場を利用するMT法(Magneto Telluric Method)、人工送信源の電磁場を急激に変化させ、時間に対する二次磁場の変化を測定するTDEM法(Time Domain Electromagnetic Method)などが挙げられ、大深度の地質構造の推定に用いられることが多く(物理探査学会, 1998)、特にTDEM法は地下水の塩淡境界深度推定にも用いられている(Richards et al., 1998など)。これに対して深度数~数十mの探査には、直径数十cm~1m程のコイルを送受信にそれぞれ1つずつ用いるループ・ループ法、世界各地にある発信局からの長波帯の電波を信号源として用いるVLF法など、より小規模な装置が用いられる。Table 3に探査深度が30m程度の淡水レンズを対象とした既往の研究例における電磁探査の現場条件と使用機器等を示す。

Table 3 既往研究における電磁探査諸元  
Specifics of electromagnetic survey in the previous studies

No. <sup>1)</sup>	対象地質	不飽和層厚(m)	塩淡境界深度(m)	使用機器(モード <sup>2)</sup> )
1	石灰岩	1~3	3~27	EM34 (H&V)
2	石英砂	0~6	~30	EM34 (H)
3	石英砂	0~数	0~25	EM31, EM34 (H)
4	石英砂	2~6	3~10	EM34 (H)
5	氷期堆積物	1~8	2~27	EM16R <sup>3)</sup> , EM34 (H&V)

<sup>1)</sup> 1: Anthony (1992), 2: Schneider and Kruse (2003), 3: Ruppel et al. (2000), 4: Stewart (1988), 5: McNew and Arav (1995)  
(2, 3, 4は同じ地域で別々に実施)

<sup>2)</sup> H: 水平ダイポールモード, V: 垂直ダイポールモード

<sup>3)</sup> VLF探査装置

既往研究では、送受信にそれぞれ直径1m程のコイルを用いるループ・ループ法の電磁探査装置であるカナダGeonics社製EM34を水平ダイポールモード(2つのコイルを地面と垂直な平面に並べる配置)で用いる例が多い。本調査地点における不飽和層の最大厚さは15m程度と既往研究に比べて大きく、また琉球石灰岩を対象とした電磁探査事

例も公表されていない。このような現場における適用性は未知数であるが、上記実績を考慮し、本研究においても同社製のEM34-3を採用し、各地点において水平ダイポールモード・コイル間隔10, 20, 40mにて地盤の見かけ導電率をそれぞれ10回測定し平均値を求めた。

測定は観測孔または井戸の近傍で行った。電磁探査測定地点の標高はネットワーク型RTK-GPS測量によって求めた。使用した計器の公称誤差は2~4cmである。これらの電磁探査は2008年11月26~28日にかけて実施し、1地点あたりの測定時間はコイルの移動、ケーブルの交換、ゼロ点調整等を含め20~30分程度であった。

電磁探査結果の解析は、地盤の導電率を複数層の水平構造とみなし、それぞれの層の導電率、層の厚さを未知のパラメータとして、観測結果に適合するそれぞれのパラメータを求める。一般に淡水レンズ下端では塩淡境界がシャープな形状を示さず、淡水と海水の中間的な濃度を持つ汽水域が発達している。水平構造を仮定する解析法はこのような汽水域を表現できないので、既往研究では汽水域はまとめて1層、あるいはその下の塩水域も合わせて1層と扱っている。Table 3に示すEM34を用いた既往研究においては、いずれも地盤を地下水面より上部である不飽和帯+毛管帯、地下水面下の淡水を含む汽水域、塩水域の3層構造と仮定した解析が行われている。

EM34-3は送信コイルから発する一次磁場によって地盤中に発生した二次磁場の強度を受信コイルで測定する装置であり、基礎方程式は次の式で与えられる(McNeill, 1980)。

$$H_s/H_p \approx i \omega \mu_0 \sigma s^2/4 \quad (2)$$

ここで、

$H_s$ : 受信コイルにおける二次磁場の強度

$H_p$ : 受信コイルにおける一次磁場の強度

$\omega$ :  $2\pi f$

$f$ : 周波数 (Hz)

$\mu_0$ : 空間の透磁率

$\sigma$ : 地盤の導電率 (mho/m)

$s$ : コイル間隔 (m)

$i$ :  $(-1)^{1/2}$

である。EM34-3では設定したコイル間隔によって測定した $H_s/H_p$ より地盤の見かけ導電率、

$$\sigma_a = 4/(\omega \mu_0 s^2) (H_s/H_p) \quad (3)$$

を測定値として出力する。

ここで、深度 $z$ に存在する薄層 $dz$ が $H_s$ に及ぼす相対的な影響度を $\phi(z)$ とし、EM34-3における $\phi(z)$ と $z$ の関係を模式的に示すとFig.4 a)のとおりとなる(McNeill, 1980)。 $\phi(z)$ が深度に対して単調減少することは、浅層の導電率が深層に比べてより強く見かけ導電率に影響することを示している。

Fig.4 b)に3層構造の模式図を示す。

図において、

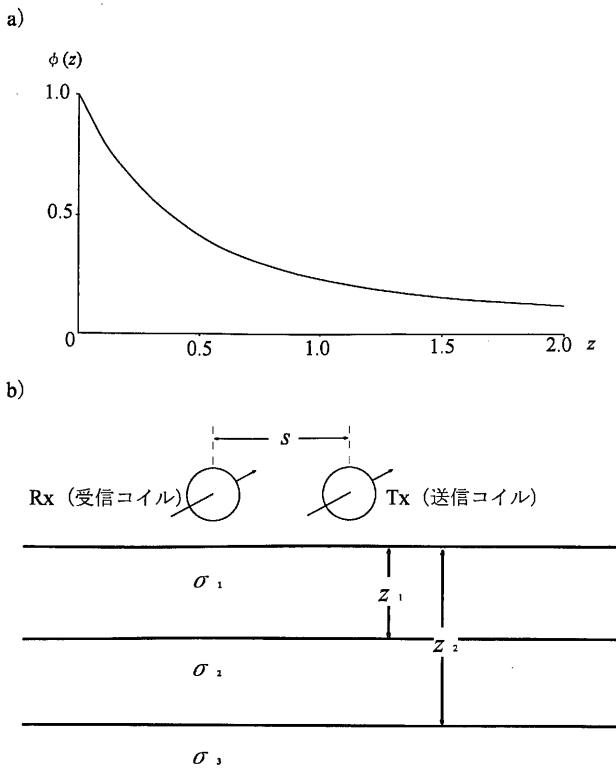


Fig.4 a) EM34-3 の深度に対する応答特性, b) 3層構造模式図 (McNeill(1980)に加筆)  
 a) Cumulative response versus depth, b) Three layer earth model (Retouched with McNeill(1980))

- $\sigma_1$ : 第1層の導電率
- $\sigma_2$ : 第2層の導電率
- $\sigma_3$ : 第3層の導電率
- $z_1$ : 第1層の層厚
- $z_2$ : 第1層と第2層の層厚の和

である。ここで見かけ導電率に対する  $z$  以深の地盤の影響度を  $R(z)$  とすると、

$$R(z) = \int_z^{\infty} \phi(z) dz \quad (4)$$

となり、見かけ導電率との関係は、

$$\sigma_a = \sigma_1 [1 - R(z_1)] + \sigma_2 [R(z_1) - R(z_2)] + \sigma_3 R(z_2) \quad (5)$$

で与えられる (McNeill, 1980)。EM34-3 では得られる観測データがコイル間隔 10m, 20m, 40m によるそれぞれの見かけ導電率となる。本研究では導電率構造を第1層を不飽和帯+毛管帯, 第2層を汽水域, 第3層を塩水域とした。パラメータの算定にあたっては、第1層の層厚  $z_1$  を実測した地下水面深度 (8.12~13.94m, 平均約 10m) とし、第1層の導電率を、多良間島で行われた TDEM による測定事例 (中里ら, 2009) から琉球石灰岩の比抵抗が  $100 \Omega \cdot m$  程度であることを参考に、 $10mS/m$  として固定した。残り3つのパラメータについては、第2層の層厚を 10m, 第2層の導電率を  $1S/m$ , 第3層の導電率を  $4S/m$  を初期値とする可変要素とし、観測結果に合うように繰り返し計算によって値を求めた。その後、求めたパラメータから計算された見か

け導電率と、見かけ導電率の実測値との RMS エラー (二乗平均平方根) を確認し、第1層の導電率を  $0.1mS/m$  単位で変化させ、RMS エラーが最小となる値を求めた。解析には、EM34-3 の特性曲線  $R(z)$  が予め設定されている、非線形最小二乗法による一次元逆解析ソフト、アメリカ Interpex Limited 社製 IX1D (v3.42) を用いた。

## 4. 結果

### 4.1 地下水測定結果

測定した 19 箇所における地下水位は深度 8.12~13.94m, 標高 0.16~0.36m の範囲であった。また、地下水の電気伝導度は  $60 \sim 4,500mS/m$  の範囲であった。Fig.5 に観測孔における地下水の電気伝導度鉛直分布を示す。

本研究では淡水の定義を、かんがい用水として利用可能な電気伝導度  $200mS/m$  以下とする (白旗・長田, 2009)。電気伝導度の鉛直分布は島内の観測孔の位置により異なる。島のほぼ中心で海岸線までの距離約 1.8km に位置する 19T4 の電気伝導度は、地下水面から標高-7m まで  $200mS/m$  以下を推移し、それ以深では深度が増すにつれて徐々に値が上昇し、標高-15m では  $4,110mS/m$  に達した (Fig.5 a)。島の中心部よりやや西寄り海岸線までの距離約 1.5km に位置する 18T1 では電気伝導度が  $200mS/m$  以下の領域は地下水面から標高-6m までと、19T4 に比べてやや小さかった。それ以深では 19T4 同様深度が増すにつれて徐々に値が上昇した。さらに海岸寄り海岸線までの距離がそれぞれ約 1.3km, 約 1.2km, 約 1.0km に位置する 19T7, 18T2, 20T3 においては、電気伝導度が  $200mS/m$  以下の領域の厚さはそれぞれ 4.6m, 7.0m, 4.0m であった (Fig.5 g, e, d)。

これらの観測結果は、島の中央部で淡水レンズは一定の厚さを持って存在していることを示す。さらに海岸線寄りの海岸線までの距離約 0.9km に位置する 19T10 では  $200mS/m$  以下の値を示したのは地下水面付近の 1 点だけであり、電気伝導度が  $200mS/m$  以下の領域の厚さは 0.4m であった (Fig.5 b)。海岸線までの距離約 0.7km の 19T8 では  $200mS/m$  以下の電気伝導度は観測されなかった。これらの観測結果は、海岸線に近づくにつれて淡水レンズが薄くなることを示す。

Table 4 に井戸における地下水の電気伝導度鉛直分布を示す。島の中心近くの海岸線までの距離約 1.7km に位置する 306 では電気伝導度が  $200mS/m$  以下の領域は地下水面から標高-5.75m までであり、標高-6.75m の孔底においては  $288mS/m$  であった。これに対して島の中心から 2.5km ほど離れており海岸線までの距離約 0.4km に位置する 302 では水深が 15cm 程しかなかったが、電気伝導度は  $220mS/m$  程度であった。このように水源として使われている井戸は掘削深度を浅くして、井戸内に塩水を浸入させない構造となっている。測定した 12 井のうち地下水面から孔底まで電気伝導度が  $200mS/m$  以下であったのは 102, 103, 106, 107, 301, 303, 405 の 7 井、 $200mS/m$  をまたがる分布を示したのは 104, 105, 306 の 3 井、 $200mS/m$  を超えていたのは 302,

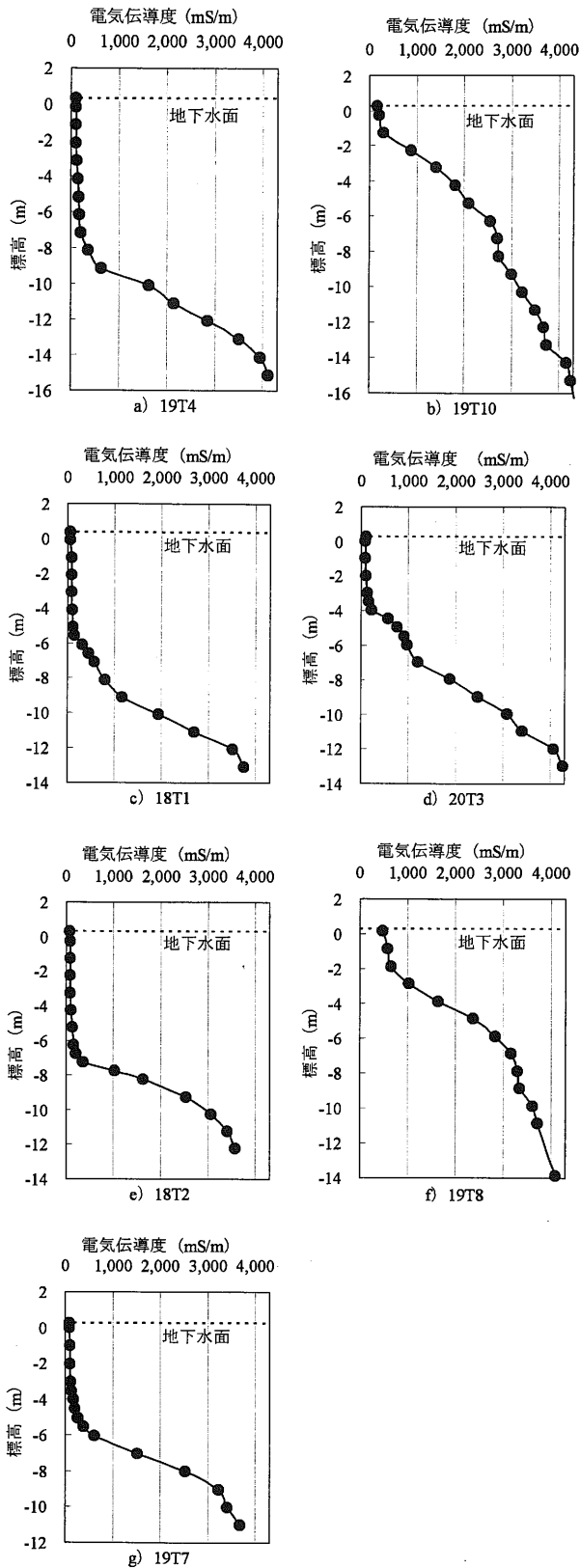


Fig.5 観測孔における地下水の電気伝導度鉛直分布  
Distributions of groundwater electric conductivity at observation holes

Table 4 井戸における電気伝導度測定結果

Distributions of groundwater electric conductivity at wells

名称	観測標高(m)	電気伝導度(mS/m)	名称	観測標高(m)	電気伝導度(mS/m)
102	0.36 <sup>1)</sup>	84.6	103	0.31	114
	0.1	85.4		-0.25	168
106	0.32	82.7	104	0.28	163
	-0.50	83.8		-0.34	208
	-1.50	83.8	105	0.26	164
	-2.50	95.5		-0.27	175
	-3.00	95.7		-0.77	215
	-3.50	111		-1.27	235
	-4.00	115	-1.77	259	
	-4.50	123	-2.27	273	
-5.00	134	107	0.28	91.3	
-5.30	170		-0.45	91.4	
306	0.34	79.2	301	0.34	103
	0.25	79.5		0.17	104
	-0.75	81.0	302	0.35	223
	-1.75	85.7		0.21	221
	-2.75	88.1	303	0.31	118
	-3.75	95.0		-0.01	120
	-4.25	99.4	403	0.28	509
	-4.75	102		-0.49	516
	-5.25	106	405	0.27	122
	-5.75	140		0.00	122
	-6.25	202			
	-6.75	288			

<sup>1)</sup> 下線は地下水面を示す。この場合の測定におけるセンサーの位置は地下水面より数 cm 下とした。

度は1.6~1.7TUの範囲であった。地下水中のトリチウム濃度は降雨かん養後の時間が長いほど、雨水のトリチウム濃度と比べて小さくなるが、今回の測定ではほぼ等しい値を示した。

Table 5 トリチウム濃度測定結果

Tritium concentration in groundwater, rain water

採取箇所	採取標高(m)	トリチウム濃度(TU <sup>1)</sup> )	備考
19T4	-2.15	1.6	淡水域
19T4	-5.65	1.6	淡水域
19T4	-15.15	1.7	塩水域
雨水	-	1.7	

<sup>1)</sup> トリチウムユニット：1TU=0.12Bq/L

#### 4.2 電磁探査結果

Table 6 に各測定地点におけるコイル間隔別の電磁探査結果である見かけ導電率の平均値とネットワーク型RTK-GPS 測量によって求めた調査地点の標高、および解析によって得られた $z_2$  (以下推定塩淡境界深度と呼ぶ)を示す。

地盤の見かけ導電率は全ての測定地点においてコイル間隔40mで最も大きく、コイル間隔20m, 10mの順に小さくなった。また推定塩淡境界深度は、観測孔において実測した淡水と塩水の遷移域に位置した。

403の2井であった。

Table 5 に測定したトリチウム濃度を示す。トリチウム濃

Table 6 電磁探査結果（見かけ導電率）と調査地点標高

名称	調査地点 標高(m)	見かけ導電率 (mS/m)			推定塩淡 境界深度 (GL-m)
		10m <sup>1)</sup>	20m <sup>1)</sup>	40m <sup>1)</sup>	
18T1	11.69	13.2	17.3	49.6	21.8
18T2	13.56	4.5	13.9	50.4	22.4
19T4	12.73	8.4	14.3	46.6	21.9
19T7	11.55	7.8	18.7	59.0	19.3
19T8	11.06	10.8	31.3	80.4	15.4
19T10	9.59	15.7	31.1	74.4	14.1
20T3	11.03	8.9	17.3	54.7	19.7
102	11.86	29.9	32.7	52.2	17.7
103	10.04	20.7	29.9	66.0	14.6
104	9.70	18.2	29.3	71.8	15.2
105	10.56	13.5	23.9	64.3	16.7
106	12.20	9.8	16.7	42.2	22.1
107	12.13	11.7	17.1	51.9	20.9
301	14.28	11.5	17.1	45.6	21.7
302	9.14	12.8	35.9	92.4	13.8
303	11.80	13.5	22.3	61.1	17.5
306	13.44	5.4	10.1	41.7	24.6
403	8.40	11.1	40.5	86.5	11.3
405	9.74	9.1	25.6	76.1	16.6

<sup>1)</sup> コイル間隔

5. 考察

5.1 電磁探査結果と地下水測定結果との対比

本研究においては淡水レンズの上面標高は、地下水測定によって実測した地下水位標高とした。また観測孔内の電気伝導度鉛直分布は、帯水層中の電気伝導度鉛直分布を反映しているものと考えられる。観測孔7箇所において、Table 6に示す推定塩淡境界深度に対応する深度の電気伝導度をFig.5から読み取ると、2,000mS/m程度であった。そこで観測孔7箇所において、電磁探査結果より求めた推定塩淡境界

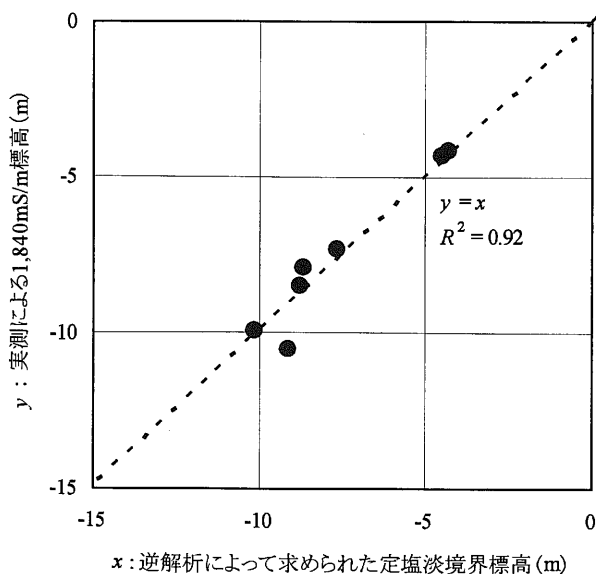


Fig.6 電磁探査結果と電気伝導度実測値の比較

Comparison between electromagnetic survey results and electric conductivity measurement results

標高を  $x$  とし、地下水測定によって求められた特定の電気伝導度を示す標高を  $y$  とし、両者の差の二乗和を最小とするような電気伝導度を求めると、おおよそ 1,840mS/m であった。Fig.6 に電磁探査結果より求めた推定塩淡境界標高と、実測による 1,840mS/m 標高との関係を示す。

汽水域が発達している調査地において行った電磁探査結果を、層構造を仮定して解析した場合、推定された塩淡境界が淡水域下端と塩水域上端の中間点より上部に位置することは、既往の研究 (Anthony, 1992 など) と同様であった。これは深度に対する導電率の増加率が汽水域で急になるためと考えられている (Anthony, 1992)。電磁探査結果と電気伝導度実測値の間には正の相関が見られ、相関係数は  $R^2=0.92$  と高いことから、本調査地においては電磁探査によって地下水が一定の電気伝導度を示す深度を推定することが可能であると考えられる。

5.2 電気伝導度 200mS/m 以下の淡水域の推定

5.1 に示したとおり、今回の調査では汽水域上部の標高が電磁探査によって求められたが、地下水の利用という観点からは、電気伝導度が 200mS/m 以下の領域の分布形態や賦存量が重要となる。今回観測を行った 19 地点のうち、電気伝導度が 200mS/m の境界標高が地下水測定によって実測できた地点は 9 地点であった。また地下水面から孔底まで全域に亘って電気伝導度が 200mS/m を超え、電気伝導度が 200mS/m 以下の領域が無い地点は 3 地点であった。ここでは残りの 7 地点について電気伝導度が 200mS/m の境界標高を推定する。

上記 9 地点における電気伝導度の鉛直分布 (Fig.5 および Table 4) を見ると、淡水域において電気伝導度が 150mS/m を超えた辺りから深度の増加に対する電気伝導度の上昇が急になっている。ここで井戸 103 および 106 においては孔底で観測された電気伝導度がそれぞれ 168mS/m、170mS/m であり、電気伝導度が 200mS/m を示す標高は孔底よりやや下であると推定される。9 地点における電気伝導度 168mS/m を示す深度の地下水深と、電気伝導度 200mS/m を示す深度の地下水深との差は平均 0.48m、標準偏差  $\sigma=0.34$  であったので、井戸 103 における電気伝導度 200mS/m 以下の地下水の厚さは、観測された電気伝導度 168mS/m を示す地下水深に 0.48m を加えた値とした。同様に井戸 106 における電気伝導度 200mS/m 以下の地下水の厚さについても観測された電気伝導度 170mS/m を示す地下水深に 0.44m を加えた。このとき  $\sigma=0.30$  であった。

残りの 5 箇所の井戸については地下水測定による電気伝導度鉛直分布からは電気伝導度 200mS/m の標高の推定は難しいので電磁探査結果を用いて推定した。一般に淡水域と塩水域がシャープな境界を持ち、汽水域が殆ど存在しない場合は、電磁探査で求めた塩淡境界深度は淡水域の下面深度はほぼ一致する。しかし本調査地においては Fig.6 に示すとおり、汽水域が 6m 以上の厚さを持つので何らかの換算方法が必要になる。

電磁探査結果から直接的に淡水域を求める方法として

は、汽水域を複数の層に分割した逆解析を行うことが考えられるが、既往の研究においてこのような解析例は見られない。これは電磁探査が導電率の違いを検出する調査法であり、200mS/mを境界とした層構造を仮定しても、境界を境にした導電率のコントラストが小さいので、200mS/m深度が測定データに反映され難いことによる。

そこで本研究では実測された電気伝導度1,840mS/mに対応する標高と、電気伝導度200mS/m標高の関係をを用いて、未知の地点における電気伝導度200mS/m標高を推定した。

Fig.7に観測孔7箇所における電気伝導度1,840mS/m以下の領域の厚さと、電気伝導度200mS/m以下の領域の厚さとの関係を示す。両者の間には正の相関があり、相関係数は $R^2=0.91$ であった。近似式をFig.7に併せて示すが、この近似式における実測値との残差の標準偏差 $\sigma=0.82$ であった。この近似式を用いて、電気伝導度200mS/m標高が未知の井戸について、Table 6に示す推定塩淡水境界標高から電気伝導度200mS/m以下の領域の厚さを求めた。

Fig.8 a)に実測および推定によって求めた各地点の電気伝導度200mS/m以下の地下水(ここでは淡水レンズと呼ぶ)の厚さと等層厚線図を示す。

淡水レンズ形状を求めるにあたっては、一般に島の縁辺部では潮汐によって地下水位標高が若干変動するが、塩淡水境界深度も追従し、淡水レンズの厚さ自体は潮汐の影響を受けにくいので等層厚線図で表す(Nielsen et al., 2007; Wallis et al., 1991 など)。等層厚線は島の外周である海岸線を層厚0とし、Fig.8 a)に示す実測地点および推定地点の座標と層厚をGolden Software社製Surfer Ver.8.01に入力し自動作成するとともに、体積を計算した。

淡水レンズの厚さは島の中央部で最大7mに達し、縁辺部ほど薄くなる。また分布の中心がやや北東に偏っている。淡水レンズ形状を非対称とする要因としてRuppel et

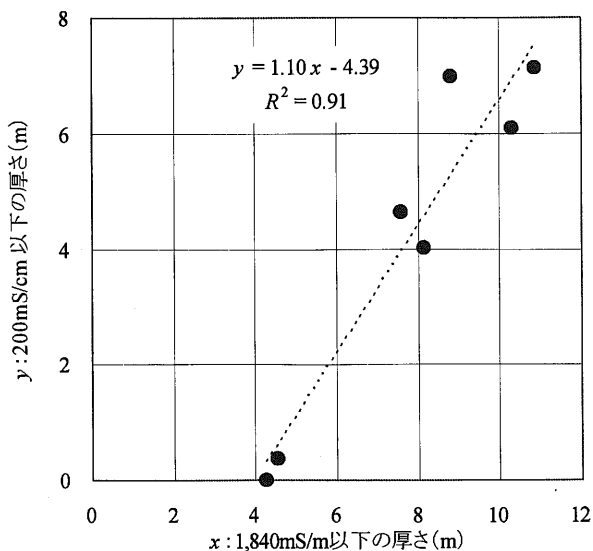


Fig.7 電気伝導度の違いと厚さの関係

Relationship between electric conductivities and thickness of groundwater bodies

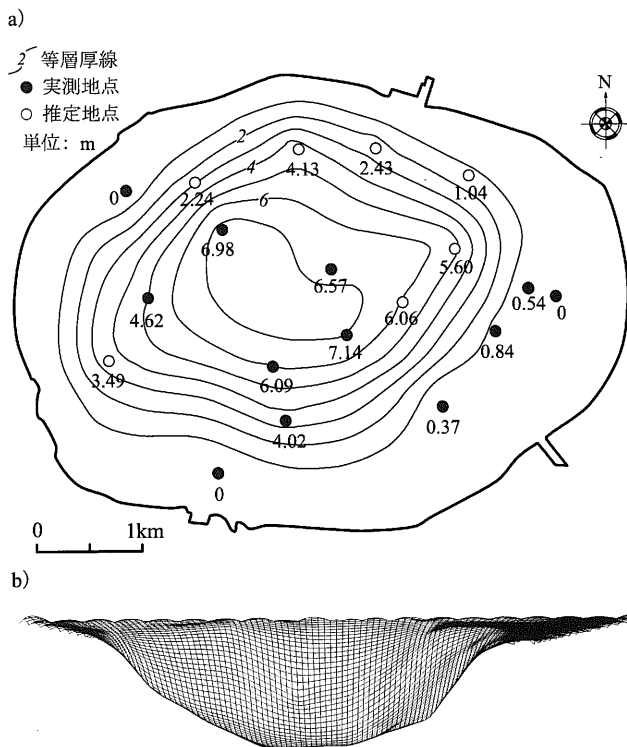


Fig.8 a) 淡水レンズ等層厚線図, b) 淡水レンズ下面形状

a) Distribution of freshwater thickness and b) shape of lower surface of freshwater lens

al. (2000)は、(1)透水係数の不均質性(透水係数が小さいほど淡水レンズは厚くなる)、(2)平均海面標高の違い、(3)粘土等の透水性が著しく異なる層の挟在、(4)調査地点固有の変則的な性質(例えば地形的な降水量や植生による蒸発散量の偏在によるかん養量の不均一性、滑走路等の人工構造物の存在、人間活動の影響)、を挙げている。本研究によって求めた淡水レンズの分布がやや東側に偏っていることは、島の東部の透水係数が西部より小さいとする長田ら(1988)の報告と整合的である。

### 5.3 淡水レンズ体積

Fig.8 a)に示す等層厚線を用いて淡水レンズを含む帯水層の体積を計算すると、約4,500万 $m^3$ であった。Fig.8 b)に南から見た淡水レンズ下面形状を示す。多良間島における石灰岩の貯留係数は揚水試験結果(祖父江, 2008)等より概ね0.15と見積もられている。この貯留係数が有効間隙率に等しいと考えると、淡水地下水の賦存量は約680万 $m^3$ となる。ただしこの賦存量は19地点における実測および推定値に基づいており、推定した7地点の淡水厚によって賦存量は変化する。ここで7地点の推定値を5.2節に示した $\pm\sigma$ の範囲で変化させた場合の淡水レンズ賦存量を同様の手法を用いて求めると、それぞれ最大で730万 $m^3$ 、最小で640万 $m^3$ となる。

島嶼における淡水レンズ賦存量についてはWhitaker and Smart (1997)が島の面積、年間降水量との関係をまとめている。Fig.9に今回の調査結果をWhitaker and Smart (1997)の



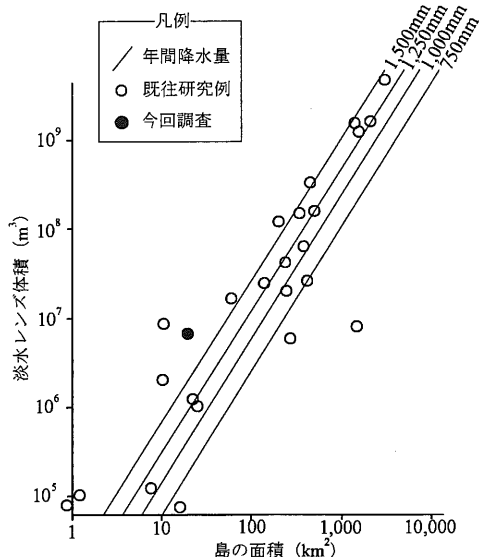


Fig.9 島の面積・淡水レンズ体積・年平均降水量の関係 (Whitaker and Smart (1997)に加筆)

Relationship between island area, volume of freshwater lens, and MAR (Retouched with Whitaker and Smart (1997))

図上にプロットしたものを示す。なお上記した最大値・最小値は点の中に入ってしまうので表示していない。今回の調査結果は Whitaker and Smart (1997) が示した降水量 1,500mm のラインより淡水レンズ体積が大きい側にプロットされるが、多良間島における年間降水量は 2,036mm であるので、淡水資源賦存量の推定値は、他の島嶼における研究例と同程度であると考えられる。

ここで求めた淡水レンズ体積は島内の淡水地下水の総量である。しかしこれを水資源として考えた場合、実際に揚水ができなければ、利用可能であるとは言えない。揚水のためには一定の淡水厚が必要となるので、Fig.8 に示した淡水レンズについて、その厚さが一定値 (1m, 2m, 3m, 4m) 以上の部分の体積を求めると、それぞれ 510 万 m<sup>3</sup>, 370 万 m<sup>3</sup>, 250 万 m<sup>3</sup>, 160 万 m<sup>3</sup> であった。水資源開発にあたってはこれらの数字が賦存量の目安になると考えられる。

一方で Table 5 に示すように地下水のトリチウム濃度がどの深度においても雨水と殆ど同じ値であった。南西諸島における雨水のトリチウム継続観測データは公表されていないが、沖縄における河川水のトリチウム濃度は 1.8TU 程度の値が報告されている (杉原, 2009)。また比較的近傍の島嶼で近年の観測データが存在するフィリピンのケソンにおける 2000~2007 年の雨水のトリチウム平均濃度は 1.7TU であることから (International Atomic Energy Agency, 2006)、今回の測定値である 1.7TU は多良間島における平均的な雨水のトリチウム濃度に近いと考えられる。ここで、トリチウムの半減期が 12.3 年であることを考慮すれば、少なくとも島の中央部においてはかん養されて比較的時間もない水によって淡水レンズが形成されていることを示している。水資源を持続的に利用するためには、取水による一時的な淡水レンズの縮小や塩淡水境界深度の上昇を回復可能な範囲に

保つ必要があるが、かん養量や取水量が変化すれば淡水レンズ形状や塩淡水境界深度もそれに応じて早期に変化すると考えられるので、留意する必要がある。

#### 5.4 限られたデータによる塩淡水境界推定法について

本研究においては地下水測定とループ・ループ法による電磁探査 (3 層逆解析) によって各調査地点の淡水レンズ厚を求めたが、より概査段階、あるいは海外調査等で時間的・経済的な制約がある場合では、より限られたデータによって淡水レンズの賦存状況を推定できることが望ましい。また、ループ・ループ法による電磁探査では、塩淡水境界が地表面に近い調査地では、測定条件によってはデータが取得できなかったり (Stewart, 1988)、測定した見かけ導電率が真の導電率に対応しなくなる (McNeill, 1980)。筆者らも調査期間中に海岸近くで測定を試み、コイル間隔 40m では測定値が安定せずデータが取得できなかったり見かけ導電率が負の値を示すなどの現象を確認している。このため解析に必要な 3 つのコイル間隔によるデータの取得が困難な場合において塩淡水境界を推定する方法について考察する。

ここで電磁探査によって得られる地盤の見かけ導電率に影響を及ぼす要素は、地質構造が同一の調査地内では地下水位と塩淡水境界深度である。今回、地下水位は調査地点によって大きく変化しないので、それぞれのコイル間隔によって得られた地盤の見かけ導電率は、塩淡水境界深度と相関を持つことが考えられる、そこでコイル間隔別の見かけ導電率と、観測孔で実測された電気伝導度 1,840mS/m 深度を比較した。両者の関係を Fig.10 に示す。

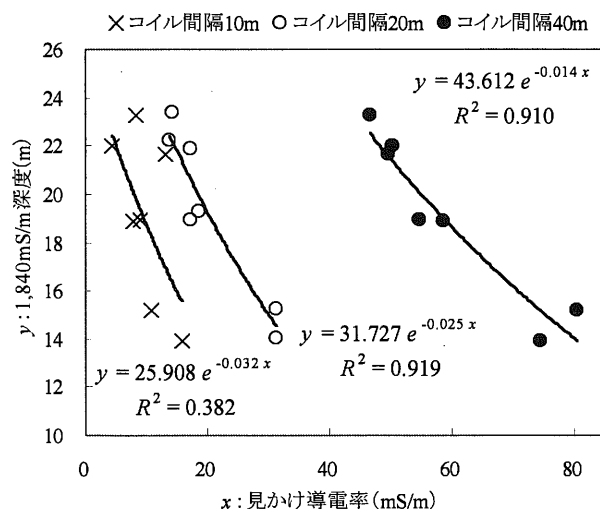


Fig.10 電磁探査による地盤の見かけ導電率と 1,840mS/m 深度 Comparison of 1,840mS/m depths and terrain conductivities

いずれのコイル間隔においても見かけ導電率と、観測孔で実測された電気伝導度 1,840mS/m 深度との間には相関が見られる。コイル間隔 10m, 20m, 40m に対する相関係数はそれぞれ R<sup>2</sup>=0.38, 0.92, 0.91 であった。McNeill(1980)によると、EM34-3 における探査深度はコイル間隔が大きくなるほど深くなるので、コイル間隔が 10m の場合の相関係

数が小さい理由は、コイル間隔 10m では深度 14~24m の塩淡水境界を検知することができないためであると考えられる。これに対してコイル間隔 20m, 40m の場合の相関は比較的高い。このことは、一つのコイル間隔による測定によって、精度は落ちるものの塩淡水境界深度を推定できる可能性を示している。因みにコイル間隔 20m, 40m それぞれの測定値から、Fig.10 および Fig.7 に示す近似式により淡水レンズ賦存量を求めるとそれぞれ 603 万 m<sup>3</sup>, 714 万 m<sup>3</sup> となり、5.3 節で求めた値と比べ、コイル間隔 20m の測定値のみからの推定では 11%ほど小さく、コイル間隔 40m の測定値のみからの推定では 5%ほど大きい値となった。

適用する調査地の条件によって、塩淡水境界深度推定に適するコイル間隔は異なると予想されるが、3 つのコイル間隔による見かけ導電率が得られない場合、Fig.10 に示す関係を求めて塩淡水境界深度を推定する方法も検討に値すると考えられる。

## 6. おわりに

本研究では沖縄県多良間島において電気伝導度 200mS/m 以下の淡水レンズ地下水資源賦存量を把握するため、地下水測定と電磁探査を行った。

地下水観測孔および既存井戸における電気伝導度深度別測定においては、電気伝導度が深度とともに増加し、19 地点中 9 地点で淡水レンズの厚さが計測された。また 3 地点では淡水レンズが存在しなかった。電磁探査においては、3 層構造を仮定した解析によって求められた塩淡水境界深度と、電気伝導度深度別測定によって求められた 1,840mS/m 深度との間に高い相関が見られた。井戸が浅いため、電気伝導度深度別測定によって淡水レンズの厚さが計測できなかった地点においては、前記した 9 地点における深度と電気伝導度との関係を参考に、井戸底の電気伝導度、または電磁探査によって推定した 1,840mS/m 深度を用いて淡水レンズの厚さを推定した。各地点の淡水レンズ厚から、島全体の淡水賦存量を求めたところ、約 680 万 m<sup>3</sup> となった。この結果は他の島における既往の研究結果と整合的であった。

以上より、隆起石灰岩地域において地下水測定と電磁探査を組み合わせた調査法によって淡水レンズ賦存量を把握することが可能であることが示された。

今回求めた淡水レンズ体積は現地調査を行った期間のものである。淡水レンズ水資源開発のためには、淡水レンズの形成機構を明らかにする必要がある。そのためには淡水レンズの体積や形状の変化をモニタリングし、降水量の変動や揚水に対する応答についてのデータを取得し、取得したデータに適合するモデルを作成する必要がある。冒頭に述べたとおり、淡水レンズは海水と淡水の微妙な圧力バランスによって形成されており、過剰揚水によって一度塩水化が引き起こされると、帯水層中の微小間隙に塩水が残留すること、塩水浸入の水みちが形成されることなどからその回復は困難である (Presley, 2005; 石田ら, 2010 など)。

持続的な水資源の利用を図るには、一定の淡水レンズ厚を維持するための手段 (かん養量の増強, 無効放流の抑制等) を講じた上で、シミュレーションによって淡水レンズを維持できる取水量を決定する必要がある、今後の研究課題であると考えられる。

謝辞:本研究の一部は、農林水産省委託プロジェクト研究「地球温暖化が農業分野に与える影響評価と適応技術の開発」(45150)、および科研費 (21580303) の支援を受けて実施した。また現地調査にあたっては内閣府沖縄総合事務局農林水産部土地改良課白旗企画指導官、沖縄総合事務局土地改良総合事務所、多良間村役場むらづくり課にご協力頂いた。農村工学研究所中里裕臣博士には電磁探査法全般についてご教示頂いた。関係各位に感謝の意を表す。

## 引用文献

- Andersen, L.J. and Sevel, T. (1974) : Six years' environmental tritium profile in the unsaturated and saturated zones, Grohøj Denmark, *Isotope Technique in Groundwater Hydrology Vol. I*, IAEA, 3-20.
- Anthony, S.S. (1992) : Electromagnetic methods for mapping freshwater lenses on Micronesian atoll islands, *Journal of Hydrology*, **137**(1-4), 99-111.
- Ayers, J.F. (1998) : Groundwater flow dynamics beneath atoll islands, *IAHS-AISH Publication*, **253**, 397-404.
- Birgit, S. and Luis, E.M. (1996) : Hydrogeological Investigations in Northwestern Yucatan, Mexico, Using Resistivity Surveys, *Groundwater*, **34**(4), 577-759.
- 物理探査学会 (1998) : 物理探査ハンドブック手法編, 物理探査学会, 297-398.
- Ferry, J., Kumar, P.B., Bronders, J. and Lewis, J. (1997) : Hydrogeology of carbonate islands of Fiji, In: Vacher, H.L. and Quinn, T. (Eds.), *Geology and Hydrogeology of Carbonate Islands*, Elsevier, 763-781.
- Hubbert, M.K. (1940) : The theory of groundwater motion, *Journal of Geology*, **48**, 785-944.
- 今泉眞之, 小前隆美, 二平 聡 (2000) : 東京都における被圧地下水の涵養機能—長期間のトリチウム濃度変化による涵養機能評価—, *応用地質*, **41**(2), 87-102.
- 井内国光, 坂本 光, 柿沼忠男 (2000) : 砂モデル実験による海岸及び島しょ地下水の定常挙動, *陸水学雑誌*, **61**, 1-10.
- Intergovernmental Panel of Climate Change Working Group 2 (2007) : Impacts, Adaptation and Vulnerability, *IPCC Fourth Assessment Report (AR4) Climate Change 2007*, p.689.
- International Atomic Energy Agency (IAEA) (2006) : Isotope Hydrology Information System, *The ISOHIS Database*, <http://www.iaea.org/water> (accessed: 03/16/2010).
- Ishida, S., Tsuchihara, T., Yoshimoto, S. and Imaizumi, M. (2010) : Recent Underground Dams for Water Resource Development, *Japan Agricultural Research Quarterly*, **44**(3), 51-61.
- 石田 聡, 吉本周平, 小林 勤, 幸田和久, 土原健雄, 万福裕造 (2010) : マーシャル諸島共和国マジュロ環礁における地下水の

- 塩水化について, 地盤工学会誌, **58**(5), 22-25.
- Jacobson, G., Hill, P.J. and Ghassemi, F. (1997) : *Geology and hydrogeology of Nauru Island*, In: Vacher, H.L. and Quinn, T. (Eds.), *Geology and Hydrogeology of Carbonate Islands*, Elsevier, 707-743.
- 柿沼忠男, 井内国光 (1990) : クリスマス島における淡水レンズ (I), 愛媛大学工学部紀要, **12**(1), 303-315.
- 岸 智, 浜谷直史, 長田実也, 原 郁雄, 楠本岳志 (1998) : 沖縄県津堅島における集水井を利用した淡水レンズからの地下水開発, 応用地質, **39**(3), 298-305.
- 国土交通省土地・水資源局水資源部 (2009) : 平成 21 年版日本の水資源, アイガー, p.37.
- LeGrand, H.E. and Stringfield, V.T. (1971) : Tertiary limestone aquifer system in the southeastern states, *Economic Geology*, **66**(5), 701-709.
- McNeill, J.D. (1980) : Electromagnetic Terrain Conductivity Measurement at Low Induction Numbers, *Geonics Limited Technical Note*, TN-6, 5-15.
- McNew, E.R. and Arav, S. (1995) : Surface Geophysical Surveys of the Freshwater-Saltwater Interface in a Coastal Area of Long Island, New York, *Groundwater*, **33**(4), 615-626.
- 長田実也, 古川博恭, 富田友幸, 座波吉実 (1988) : 沖縄・多良間島の淡水レンズ-琉球石灰岩の透水性について, 日本地質学会学術大会講演要旨, p.420.
- 中里裕臣, 石田 聡, 土原健雄, 吉本周平, 皆川裕樹 (2009) : TDEM による多良間島における淡水レンズ調査, 物理探査学会第 121 回学術講演会講演論文集, 114-115.
- 中里裕臣, 黒田清一郎, 井上敬資, 竹内睦雄, 汪 振洋 (2007) : 比抵抗モニタリングによる地下水の潮位変動の可視化, 物理探査, **60**(6), 501-506.
- 内閣府沖縄総合事務局土地改良課 (2004) : 淡水レンズによる農業用地下水の開発, アグリおきなわ, 2004(11), 1-4.
- Nielsen, L., Jorgensen, N.O. and Gelting, P. (2007) : Mapping of the freshwater lens in a coastal aquifer on the Keta Barrier (Ghana) by transient electromagnetic soundings, *Journal of Applied Geophysics*, **62**, 1-15.
- 沖縄県 (1984) : 土地分類基本調査, 宮古地域, 13-22.
- 沖縄県福祉保健部薬務衛生課 (2009) : 沖縄県の水道概要, 平成 19 年度版, 53-56.
- 沖縄県企画部統計課 (2010) : 沖縄県の推計人口 (2010 年 2 月), 沖縄県統計資料 Web サイト, <http://www.pref.okinawa.jp/toukeika/estimates/estidata.html> (確認日: 2010/03/15).
- 大我晴敏, 古川博恭, 小倉乙郎, 西田民雄 (1974) : 沖縄県多良間島の地下水, 日本地質学会学術大会講演要旨, p.368.
- Presley, K.T. (2005) : Effects of the 1998 Drought on the Freshwater Lens in the Laura Area, Majuro Atoll, Republic of the Marshall Islands, *U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report* 2005-5098, 1-40.
- Richards, R.T., Troester, J.W. and Martinez, M.I. (1998) : An Electromagnetic Geophysical Survey of the Freshwater Lens of Isla de Mona, Puerto Rico, *Journal of Cave and Karst Studies*, **60**(2), 115-120.
- Rotzoll, K., Oki, S.D. and El-Kadi, I.A. (2010) : Changes of freshwater-lens thickness in basaltic island aquifers overlain by thick coastal sediments, *Hydrogeology Journal*, **18**(6), 1425-1436.
- Ruppel, C., Schultz, G. and Kruse, S. (2000) : Anomalous Fresh Water Lens Morphology on a Strip Barrier Island, *Groundwater*, **38**(6), 872-881.
- Schneider, J.C. and Kruse, S.E. (2003) : A comparison of controls on freshwater lens morphology of small carbonate and siliciclastic islands: examples from barrier islands in Florida, USA, *Journal of Hydrology*, **284**(1-4), 253-269.
- 白旗克志, 長田実也 (2009) : 淡水レンズからの水源開発を目指して-多良間島における調査-, 地盤工学会誌, **57**(9), p.620.
- 祖父江久徳 (2008) : 多良間地区における集水井揚水試験について, 農業農村工学会九州支部講演会, **89**, 2-5.
- Stewart, M. (1988) : Electromagnetic Mapping of Fresh-Water Lenses on Small Oceanic Islands, *Groundwater*, **26**(2), 187-191.
- Stewart, M. (1998) : Geophysical Investigation, In: Bear, T., Cheng, A., Sorek, S., Ouazar, D. and Herrera, I., (Eds.), *Seawater Intrusion in Coastal Aquifers - Concepts, Methods and Practices*, Kluwer Academic Pub., 9-50.
- 杉原真司 (2009) : 河川水トリチウムの全国分布と経年変化, プラズマ・核融合学会誌, **85**(7), 429-430.
- Vacher, H.L. (1978) : Hydrogeology of Bermuda - Significance of an across-the-island variation in permeability, *Journal of Hydrology*, **39**(3-4), 207-226.
- Vacher, H.L. (1984) : Dupuit-Ghyben-Herzberg analysis of strip-island lenses, *Geological Society of America Bulletin*, **100**(4), 580-591.
- Wallis, T.N., Vacher, H.L. and Stewart, M.T. (1991) : Hydrogeology of freshwater lens beneath a Holocene strandplain, Great Exuma, Bahamas, *Journal of Hydrology*, **125**(1-2), 93-109.
- Whitaker, F.F. and Smart, P.L. (1997) : Hydrogeology of the Bahamian Archipelago, In: Vacher, H.L. and Quinn, T. (Eds.), *Geology and Hydrogeology of Carbonate Islands*, Elsevier, 183-216.

[2010. 3. 18. 受稿, 2011. 4. 25. 閲読了]

[この研究論文に対する公開の質疑あるいは討議(4,000字以内, 農業農村工学会論文編集委員会あて)は, 2011年12月24日まで受付けます.]

## Estimate of the Amount of Freshwater Lens in Tarama Island, Japan

ISHIDA Satoshi, TSUCHIHARA Takeo, YOSHIMOTO Shuhei,  
MINAKAWA Hiroki, MASUMOTO Takao and IMAIZUMI Masayuki

*National Agriculture and Food Research Organization, National Institute for Rural Engineering,  
2-1-6 Kannondai, Tsukuba, Ibaraki 305-8609, JAPAN*

### Abstract

Electric conductivity of groundwater was measured every 1 m of depth in wells on Tarama Island, Japan to clarify the thickness of the freshwater lens. In addition, electric terrain conductivity was measured by electromagnetic surveys. As a result, it was clarified that the thickness of the freshwater lens (electric conductivity less than 200 mS/m) on Tarama Island was 0 - 7.2 m at 12 wells. In addition the freshwater-saltwater interface depths that were estimated to be 14 - 23 m by electromagnetic surveys corresponded to depths where electric conductivities were 1,840 mS/m. There was a high correlation ( $R^2 = 0.9$ ) between depths where electric conductivity of groundwater was 200 mS/m and the depth of freshwater-saltwater interface estimated by electromagnetic surveys. From these results, the thicknesses of freshwater were estimated at 7 wells where the thickness of the freshwater lens could not be determined by measurement of electric conductivity in groundwater. Finally, the amount of the freshwater lens was estimated to be 6.8 million m<sup>3</sup>.

**Key words** : *Groundwater, Freshwater lens, Freshwater-saltwater interface, Electromagnetic survey, Ryukyu limestone*